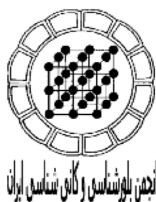
مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران

مقاله پژوهشی

سال بیست و هشتم، شمارهٔ اول، بهار ۹۹، از صفحهٔ ۳ تا ۱۶



بررسی ویژگی آداکیتی و خاستگاه ماگمایی توده مونزونیتی کانه‌دار در منطقه نیاز، شمال-غرب ایران

هادی خلیل‌زاده*، **صمد علیپور**، **علی عابدینی**

گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه ارومیه

(دریافت مقاله: ۹۷/۱۱/۱۴، نسخه نهایی: ۹۸/۳/۱)

چکیده: منطقه نیاز در پهنه ماگمایی البرز -آذربایجان در شمال‌غرب ایران قرار دارد. تقریباً همه واحدهای سنگی این منطقه را سنگ-های آذرین با ترکیب حدواسط تا اسیدی به سن الیگوسن تا میوسن تشکیل می‌دهند. بر اساس داده‌های زمین‌شیمیایی، سنگ‌های مونزونیتی کانه‌دار در این منطقه از سری‌های ماگمایی آهکی قلیایی پتاسیم بالا و شوشونیتی و دارای ویژگی متاآلومین تا کمی پرآلومین بوده و به کرانه‌های فعال قاره‌ای و محیط زمین‌ساختی پسابرخوردی وابسته هستند. غنی‌شدگی در عناصر سنگ دوست بزرگ یون (LILE) و عناصر خاکی نادر سبک (LREE) و تهی‌شدگی از عناصر با شدت میدان بالا (HFSE) و عناصر خاکی نادر سنگین (HREE) از ویژگی‌های اصلی این توده است. ویژگی‌های زمین‌شیمیایی مانند مقادیر SiO_2 و Al_2O_3 بالا، MgO پایین، مقدار کم Y (۹٫۹ تا ۱۸٫۶ ppm) و Yb (۰٫۸۳ تا ۱٫۵۳ ppm)، مقادیر بالای $(La/Yb)_N$ (۲۳٫۴۳ تا ۶۴٫۸۲)، مقدار بالای Sr (میانگین ppm ۷۱۹٫۷۴) و مقدار پایین عناصر HFSE نشاندهنده وابستگی آداکیتی این سنگ‌ها هستند. بطور کلی، ویژگی‌های زمین‌شیمیایی نمونه-های مورد بررسی با آداکیت‌های پرسیلیس(HSA) همخوانی دارد. نسبت‌های بالای Sr/Y و $(La/Yb)_N$ بیانگر حضور آمفیبول و به مقدار جزئی گارنت به عنوان فازهای پایدار در ناحیه خاستگاه ماگما است و به نظر می‌رسد که ماگمای والد سنگ‌های آداکیتی مورد بررسی از ذوب بخشی پوسته‌ی زیرین ضخیم شده شکل گرفته‌اند.

واژه‌های کلیدی: *آداکیت؛ خاستگاه ماگمایی؛ ذوب بخشی؛ توده مونزونیتی؛ نیاز.*

مقدمه

واژه آداکیت برای نخستین بار برای توصیف سنگ‌های اسیدی تا حدواسط در جزیره آداک در آلئوتاین آلاسکا استفاده شد [۱]. از نظر محیط زمین‌ساختی، سنگ‌های آداکیتی وابسته به پهنه‌های فرورانشی و محیط‌های زمین‌ساختی برخوردی-کششی هستند [۲]. مارتین و همکارن [۳] معتقدند که آداکیت‌ها در واقع از زیرمجموعه‌های اصلی ماگماهای آهکی قلیایی هستند، اما در شرایط ویژه از فرآیندهای سنگ‌زایی مانند تفاوت سنگ خاستگاه‌های آنها در ناحیه ذوب و همچنین جدایش بلورین برخی کانی‌های فرعی در مقایسه با سنگ‌های آهکی قلیایی معمولی شکل گرفته‌اند که منجر به برخی ویژگی‌های زمین شیمیایی ویژه در آنها شده است. سنگ‌های آداکیتی را می‌توان بر اساس ترکیب عناصر اصلی و فرعی از ماگماهای قوسی عادی (برآمده از گوشته) تشخیص داد [۱]. سنگ‌های آداکیتی دارای مقادیر بالای SiO_2 (بیش از wt% ۵۶)، Al_2O_3 (بیش از wt% ۱۵) و مقدار پایین MgO (کمتر از wt% ۶) هستند. از دیگر ویژگی‌های زمین شیمیایی سنگ-های آداکیتی می‌توان به مقادیر Sr >۴۰۰ ppm، Sr/Y >۲۰، Y<۱۸ ppm، Yb<۱٫۹ ppm، La/Yb >۲۰ ppm، مقادیر پایین عناصر HFSE (مانند Nb و Ta) و نبود بی-هنجاری شاخص منفی Eu اشاره کرد [۱-۴]. غنی‌شدگی در عناصر LREE همراه با تهی‌شدگی از عناصر HREE و Y

*نویسنده مسئول، تلفن: ۰۹۱۴۷۱۹۱۰۸۰، پست الکترونیکی: hkhalilzadeh62@gmail.com

[DOR: 20.1001.1.17263689.1399.28.1.1.1]
[DOI: 10.29252/ijcm.28.1.3]

منجر به افزایش نسبت‌های La/Yb و Sr/Y در سنگ‌های آداکیتی می‌شود. دفانت و دراموند [۱] خاستگاه آداکیت‌ها را با ذوب پوسته اقیانوسی فرورانده شده در حضور فازهای گارنت آمفیبولیت یا اکلوژیت در ارتباط دانسته‌اند، ولی بررسی‌های اخیر نشان داده است که ذوب گوشته دگرنهاده در فشار بالا، ذوب پوسته قاره‌ای زیرین ضخیم شده و یا ذوب درجه پایین پوسته قاره‌ای زیرین متورق شده (delaminated) می‌تواند منجر به تشکیل ماگماهای آداکیتی شود [۵-۹].

سنگ‌های آداکیتی برای نخستین بار در سال ۱۳۸۶ در شمال‌غرب ایران شناسایی شدند [۱۰]. در سال‌های بعد، ایالت‌های آداکیتی دیگری در شمال‌غرب ایران [۱۱]، در بخش مرکزی کوه‌های زاگرس [۱۲]، در شرق ایران [۱۳] و در طول کمربند ماگمایی ارومیه-دختر [۱۴، ۱۵] شناسایی شدند. بسیاری از پژوهشگران پیشنهاد داده‌اند که این سنگ‌ها از ذوب تختال اقیانوسی در زیر فلات ایران [۱۲] و یا ذوب‌بخشی پوسته زیرین طی برخورد فلات‌های ایران و عربستان یا پس از آن [۱۱] شکل گرفته‌اند.

روش بررسی

این بررسی در دو بخش صحرایی و آزمایشگاهی انجام شد. بخش صحرایی شامل پیمایش‌های صحرایی، بررسی واحدهای سنگی سطحی، شناسایی پهنه‌های دگرسانی و کانه‌زایی، بررسی مغزه‌های حفاری اکتشافی و انجام نمونه‌برداری اصولی بوده است. در بخش آزمایشگاهی نیز، ضمن بررسی مقاطع میکروسکوپی، تعداد ۱۵ نمونه سنگی کمتر دگرسان شده از توده مونزونیتی منطقه انتخاب و برای تعیین مقادیر عناصر اصلی، فرعی و خاکی نادر به روش‌های طیف‌سنجی نشری پلاسمای جفت شده القایی (ICP-ES) و طیف‌سنجی جرمی پلاسمای جفت شده القایی (ICP-MS) در آزمایشگاه MS Analytical کشور کانادا تجزیه شدند.

زمین‌شناسی منطقه

منطقه نیاز در شمال‌غرب ایران و در مختصات جغرافیایی به طول ″۱۵ ′۲۶ °۴۷ و عرض ″۳۸ ′۲۴ °۳۸ واقع شده است. بر اساس تقسیم‌بندی پهنه‌های ساختاری و ماگمایی ایران [۱۶]، این منطقه بخشی از پهنه ماگمایی البرز-آذربایجان و کمربند فلززایی ارسباران است (شکل ۱). کمربند ارسباران در بخش غربی پهنه ماگمایی البرز-آذربایجان واقع است و یکی از مهمترین ایالت‌های فلززایی در ایران محسوب می‌شود. این کمربند به وسیله سه گسل اصلی راستا لغز شامل گسل‌های ارس در شمال، گسل تبریز در غرب و جنوب‌غرب و گسل تالش در شرق محدود شده است. حرکت این گسل‌ها سبب رخداد نظام زمین‌ساختی کششی در این کمربند طی سنوزوئیک شده است. فعالیت ماگمایی در کمربند ارسباران از کرتاسه پسین آغاز شده و با شدت بیشتر طی سنوزوئیک و کواترنری ادامه یافته است. فعالیت ماگمایی سنوزوئیک-کواترنری در این کمربند از ائوسن آغاز شده و تا زمان کواترنری ادامه داشته است و مهمترین فاز آن مربوط به فعالیت‌های آتشفشانی و آذرین نفوذی ائوسن، الیگوسن و میوسن است [۱۸،۱۷].

در کمربند ارسباران، سنگ‌های آتشفشانی بیشتر دارای ترکیب اسیدی تا بازی و سنگ‌های آذرین نفوذی دارای ترکیب اسیدی تا حدواسط هستند [۱۹]. از مهمترین توده‌های آذرین نفوذی در کمربند ارسباران می‌توان به توده‌های میزان، خانکندی، شیور، سونگون و اردوباد (شکل ۱) اشاره کرد [۱۷].

توده مونزونیتی در منطقه نیاز بخشی از توده آذرین نفوذی خانکندی به سن الیگوسن و میزبان اصلی کانی‌زایی مس و دگرسانی‌های فیلی، آرژیلی و پروپیلیتی است. در منطقه نیاز، منطقه‌بندی ویژه دگرسانی‌های سامانه‌های مس پورفیری دیده نمی‌شود که دلیل آن احتمالاً عمق بالای فرسایش سامانه است. با توجه به بررسی‌های صحرایی به نظر می‌رسد که عملکرد سامانه گسل خوردگی منطقه سبب حفاظت بخشی از سامانه پورفیری در منطقه نیاز شده است. این بخش دارای دگرسانی عمده فیلی است که بر دگرسانی پیشین پتاسیمی اثر گذاشته است [۲۰، ۲۱].

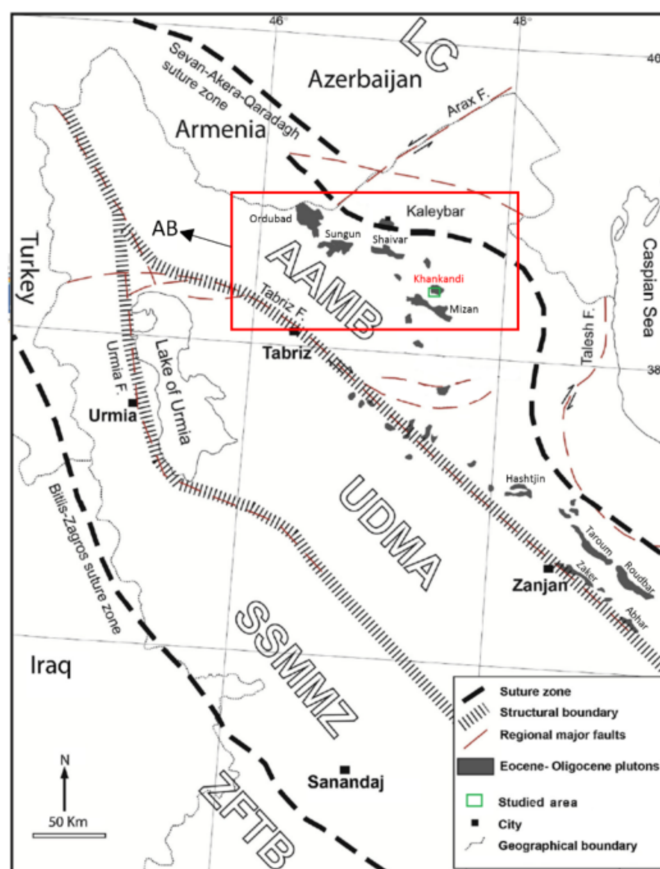
بر اساس بررسی‌های صحرایی و نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰ (شکل ۲)، تقریباً همه واحدهای سنگی رخنمون یافته در منطقه نیاز را سنگ‌های آذرین تشکیل می‌دهند که شامل سنگ‌های خروجی، نفوذی و شبه آتشفشانی هستند.

سنگ‌های آذرین خروجی

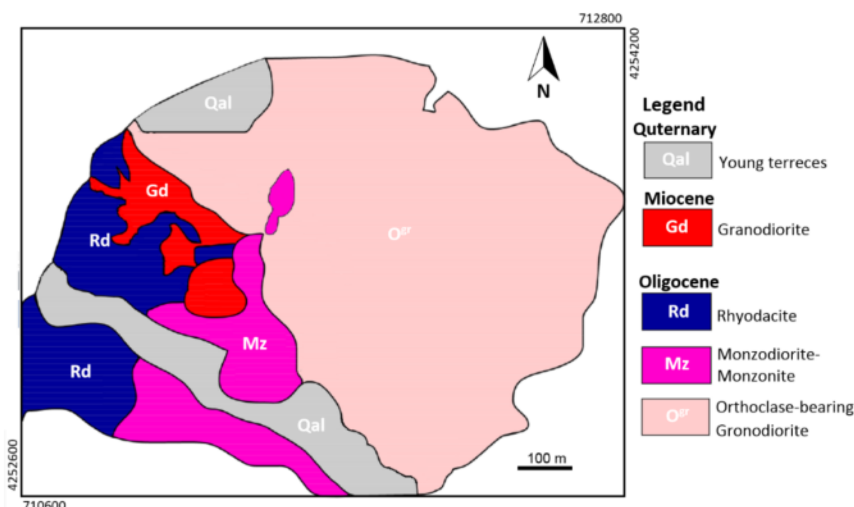
واحد سنگی ریوداسیتی (Rd): این واحد مهمترین واحد سنگی خروجی در منطقه نیاز بوده و بر اساس نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ اهر [۲۲] و بازدیدهای صحرایی، دارای سن

[DOR: 20.1001.1.17263689.1399.28.1.1.1]
[DOI: 10.29252/ijcm.28.1.3]

الیگوسن است. این واحد بیشتر در غرب و جنوب‌غربی منطقه رخنمون دارد. در شمال‌غربی روستای نیاز، در گستره نسبتاً وسیعی سنگ‌هایی با جنس ریوداسیت پورفیری بخش‌های بزرگ و کوچک گرانودیوریت پورفیری را در برگرفته است. ویژگی مهم این واحد سنگی وجود کانه‌زایی مس به صورت مالاکیت انتشاری است. همچنین دگرسانی‌های آرژیلی و فیلی و آثاری از اکسید و هیدروکسیدهای آهن در آن گزارش شده است [۲۱].



شکل ۱ نقشه مهمترین پهنه‌های ساختاری- ماگمایی در شمال‌غرب ایران (برگرفته از مرجع [۱۸] با تغییرات کلی) به همراه جایگاه کمربند ارسباران (AB) و منطقه مورد بررسی.



شکل۲ نقشه زمین‌شناسی منطقه نیاز در مقیاس ۱:۱۰۰۰ (برگرفته از مراجع [۲۳،۲۱] با تغییرات کلی).

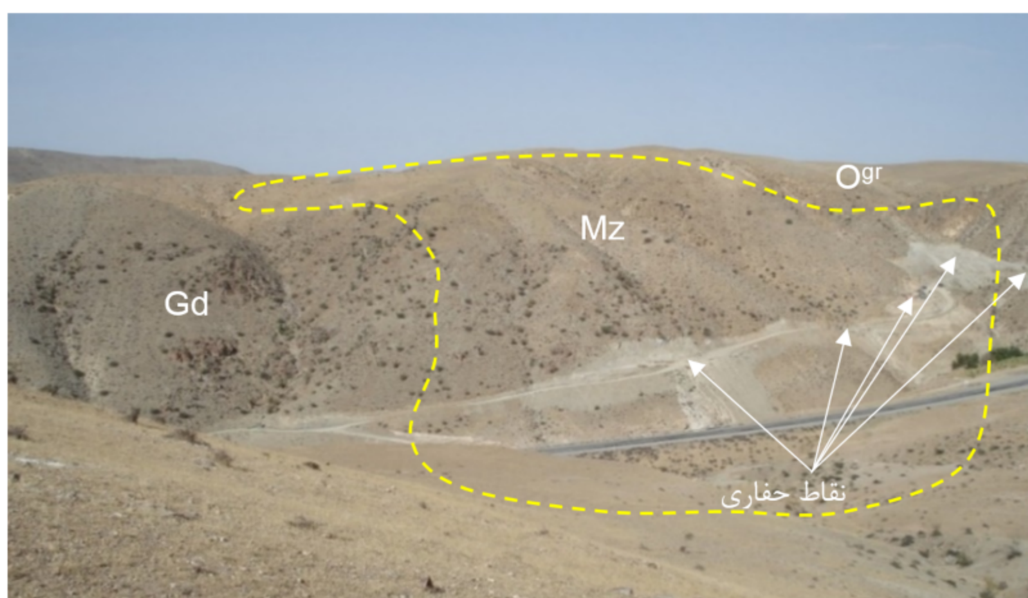
[DOR: 20.1001.1.17263689.1399.28.1.1.1]
[DOI: 10.29252/ijcm.28.1.3]

سنگ‌های آذرین نفوذی و شبه آتشفشانی

این سنگ‌ها بیشترین رخنمون را در منطقه نیاز دارند، شامل نفوذی‌های اسیدی تا حد واسط هستند و طیف ترکیبی آنها از گرانیت، گرانودیوریت تا کوارتز مونزونیت، مونزونیت و مونزودیوریت تغییر می‌کند. سن این واحدها الیگوسن تا میوسن است [۲۰،۲۱، ۲۳].

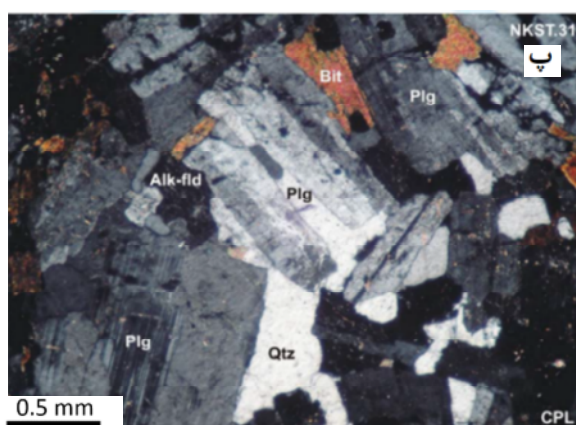
واحد سنگی گرانودیوریت ارتوزدار (Ogr): این واحد حدود ۵۵ تا ۶۰ درصد گستره نقشه ۱:۱۰۰۰ (شکل ۲) که شامل نیمه شرقی و بخش‌هایی از شمال‌غرب منطقه است را به خود اختصاص داده و از نظر سنی، قدیمی‌ترین واحد موجود در منطقه است و در برخی موارد با واحدهای مجاور خود دارای برخوردگاه گسلی است. در نمونه دستی این واحد دارای بافت پورفیری تا دانه‌ای است و به رنگ روشن دیده می‌شود. این واحد کانه‌زایی ندارد و به واسطه دارا بودن درشت بلورهای ارتوز صورتی رنگ از سایر واحدها قابل تشخیص است.

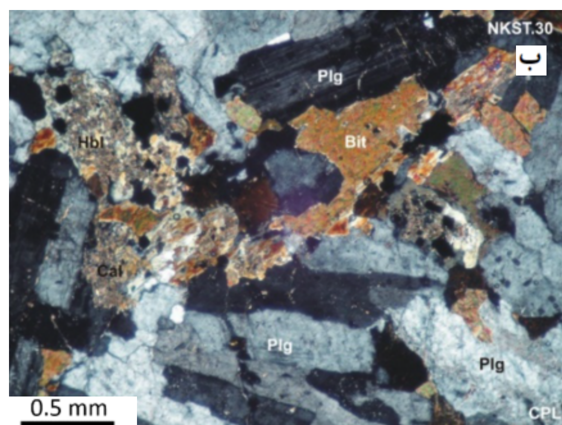
واحد مونزودیوریت ـ مونزونیت (Mz): واحد نفوذی مونزودیوریت-مونزونیت (واحد مونزونیتی) از نظر سنی، پس از تزریق واحد گرانودیوریت ارتوزدار تزریق شده است و بیشتر در مرکز، جنوب و جنوب غرب منطقه رخنمون دارد. در رخنمون-های سطحی ترکیب این واحد، بیشتر از نوع مونزودیوریت است، اما سنگ‌هایی با جنس مونزونیت، کوارتزمونزودیوریت، مونزونیت پورفیری و غیره نیز در نمونه‌های دستی دیده می‌شوند. از آنجا که مرز مشخص و قابل تفکیک میان این سنگ‌ها وجود ندارد، همه آنها به عنوان واحد به اصطلاح مونزونیتی در نظر گرفته شده‌اند. واحد مونزونیتی در منطقه نیاز بیشتر توسط واحدهای گرانودیوریت (Gd) و گرانودیوریت ارتوزدار (Ogr) در برگرفته شده است (شکل ۳). در مقیاس نمونه دستی، سنگ‌های مونزونیتی به رنگ خاکستری تا خاکستری مایل به سبز دیده می‌شوند (شکل ۴ الف) و نسبت به گرانودیوریت‌ها تیره‌تر هستند. کانی‌های اصلی تشکیل دهنده این سنگ‌ها، پلاژیوکلاز اغلب با ترکیب الیگوکلاز تا آلبیت، ارتوز، کوارتز، آمفیبول، بیوتیت و کانیهای فرعی آپاتیت و اسفن هستند. به طور کلی، پلاژیوکلاز ۵۰ تا ۵۵ درصد، فلدسپارهای قلیایی ۱۰ تا ۱۵ درصد، کانی‌های مافیک (بیوتیت و آمفیبول) ۱۰ تا ۱۵ درصد، کوارتز کمتر از ۱۰ درصد و کانی‌های فرعی و کدر کمتر از ۵ درصد کانی‌های این سنگ‌ها را تشکیل می‌دهند (شکل‌های ۴ ب و پ). واحد مونزونیتی میزبان اصلی کانه‌زایی مس در منطقه نیاز بوده و دگرسانی غالب در آن، دگرسانی فیلی با شدت متوسط است. کانی‌زایی مس در این واحد به صورت رگه‌ای، افشان و پرکننده سطوح درزه بوده و کانی‌های کالکوپیریت، بورنیت و مقادیر جزیی کالکوسیت و کوولین نیز در آن قابل مشاهده است. دایک‌های آپلیتی تا میکروگرانیتی با روند شمال غرب-جنوب شرق این واحد سنگی را قطع کرده‌اند.



شکل ۳ نمایی از منطقه مورد بررسی به همراه جایگاه برخی از نقاط حفاری (دید به سمت شمال شرق).







شکل ۴ الف) تصویر نمونه دستی از واحد مونزونیتی، ب و پ) تصاویر میکروسکوپی از توده نفوذی مونزونیتی مورد بررسی. پلاژیوکلازهای سالم با ماکل کارلسباد، آلبیتی، نیمه شکل‌دار، تیغه‌ای و با جهت یافتگی به همراه کانی‌های بیوتیت، هورنبلند، فلدسپارقلیایی و کوارتز[۲۱].
(Cal: کلسیت، Hbl: هورنبلند، Alk-fld: فلدسپار قلیایی، Qtz: کوارتز، Bit:بیوتیت، Plg: پلاژیوکلاز)

واحد گرانودیوریت (Gd): سن این واحد بر اساس بررسی‌های سن‌سنجی [۲۳] میوسن است. این واحد کانه‌زایی ندارد و کم و بیش دستخوش دگرسانی شده است، بطوریکه در برخی موارد بافت و بیشتر کانی‌های اولیه خود را کاملاً از دست داده است. رنگ این واحد در نمونه دستی صورتی روشن است و کانی‌های کوارتز، پلاژیوکلاز و بیوتیت کلریتی شده در آن دیده می شود. در قسمت شمال غرب منطقه، این واحد دستخوش دگرسانی آرژیلیک گردیده و در بعضی نقاط به شدت سیلیسی شده و دربردارنده اکسید آهن است [۲۰، ۲۱].

بحث و بررسی

زمین‌شیمی و محیط زمین‌ساختی

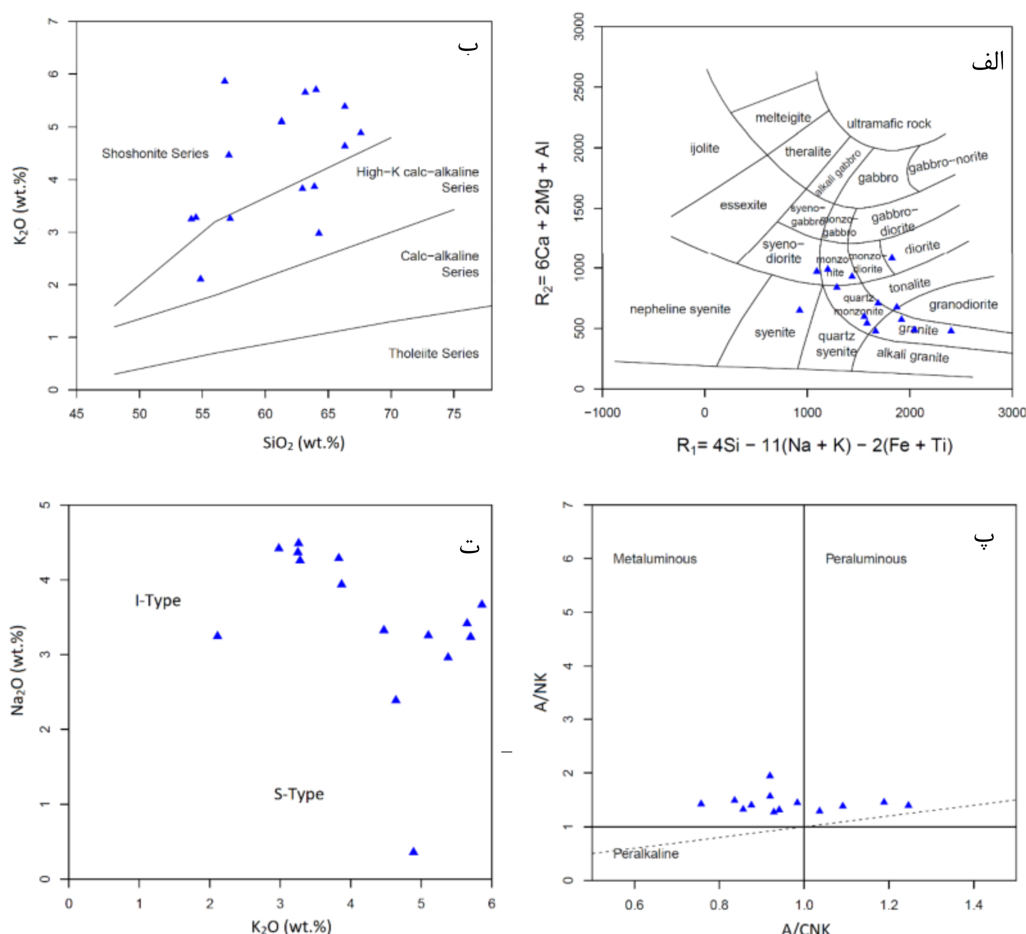
در نمونه‌های مورد بررسی، مقدار SiO_2 از ۵۴٫۱۱ تا ۶۷٫۵۹ ٪ (میانگین ۶۰٫۹۵٪)، Al_2O_3 از ۱۳٫۸ تا ۱۶٫۷۷ (میانگین ۱۵٫۳۶٪) K_2O از ۲٫۱۱ تا ۵٫۸۶٪، مقدار Na_2O+K_2O از ۵٫۲۵ تا ۹٫۵۳٪ (میانگین ۷٫۷۲٪)، MgO از ۰٫۸۴ تا ۵٫۸۴٪ (میانگین ۲٫۲۴٪) و CaO از ۰٫۷۶ تا ۵٫۱۱٪ (میانگین ۲٫۶۶٪) متغیراست. مقدار بالای Sr (با میانگین ۷۱۹٫۷۴٪) و مقادیر پایین Y (میانگین ۱۳٫۰۷٪)، عناصر خاکی نادر سنگین (Yb = ۰٫۸۳-۱٫۵۳) و عناصر با شدت میدان بالا از دیگر ویژگی‌های توده مونزونینی نیاز است (جدول ۱).

با توجه به نمودار R_1-R_2 [۲۴]، بیشتر نمونه‌ها در گستره گرانیت، کوارتزمونزونیت و مونزونیت جای دارند (شکل ۵ الف). براساس نمودار K_2O نسبت به SiO_2 [۲۵] (شکل ۵ ب)، نمونه‌ها دارای ماهیت آهکی قلیایی پتاسیم بالا و شوشونیتی هستند. بر اساس نمودار شاخص اشباع از آلومینیوم – A/CNK A/NK [۲۶]، توده مونزونیتی نیاز دارای ویژگی متآلومین تا کمی پرآلومین (شکل ۵ پ) بوده و نمودار Na_2O نسبت به K_2O [۲۷] نشاندهنده وابستگی این توده به گرانیت‌های نوع I است (شکل ۵ ت).

[DOR: 20.1001.1.17263689.1399.28.1.1.1]
[DOI: 10.29252/ijcm.28.1.3]

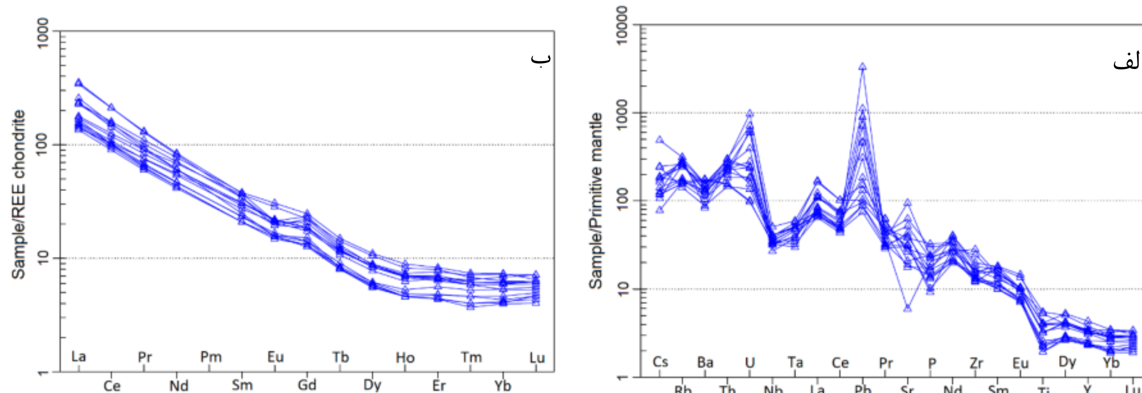
جدول ۱ مقادیر اکسیدهای اصلی (درصد وزنی) و عناصر فرعی و خاکی نادر (ppm) در نمونه‌های مورد بررسی.

	NZ-01/56	NZ-01/162	NZ-02/20	NZ-02/148	NZ-02/228	NZ-03/94	NZ-04/44	NZ-04/98	NZ-04/206	NZ-05/28	NZ-05/96	NZ-05/262	NZ-06/42	NZ-06/142	NZ-06/236
SiO_2	۶۶٫۳۲	۶۴٫۲۶	۶۴٫۰۳	۵۴٫۱۱	۶۳٫۹	۶۱٫۲۹	۶۷٫۵۹	۶۳٫۱۷	۶۶٫۳۲	۵۷٫۲	۵۴٫۸۵	۶۲٫۹۵	۵۶٫۷۷	۵۷٫۱	۵۴٫۴۸
Al_2O_3	۱۵٫۵۶	۱۳٫۸	۱۶٫۰۵	۱۶٫۷۷	۱۵٫۴۲	۱۵٫۰۵	۱۵٫۳۸	۱۴٫۹۴	۱۶٫۲۸	۱۵٫۲۹	۱۴٫۸۴	۱۴٫۸۱	۱۵٫۹۶	۱۵٫۳۶	۱۵٫۰۳
Fe_2O_3	۲٫۱۲	۳٫۴۱	۳٫۹۸	۶٫۸۹	۲٫۷۲	۵٫۳۸	۲٫۶۱	۴٫۳۲	۲٫۷۴	۵٫۷۸	۶٫۱۴	۲٫۹۲	۶٫۵۳	۴٫۷۹	۵٫۱۹
MgO	۰٫۸۴	۱٫۱۵	۱٫۶۳	۴٫۰۲	۱٫۵۸	۱٫۵۶	۱٫۴۷	۰٫۹۸	۱٫۰۵	۳٫۱	۵٫۸۴	۱٫۱۸	۳٫۲۱	۳٫۰۹	۲٫۹۷
Cao	۱٫۳۲	۲٫۲۹	۰٫۷۶	۴٫۱۴	۲٫۷۵	۱٫۶	۰٫۸۴	۲٫۳۹	۱	۳٫۶	۴٫۶۸	۳٫۳۵	۱٫۶۶	۴٫۴۳	۵٫۱۱
Na_2O	۲٫۹۶	۴٫۴۲	۳٫۲۴	۴٫۳۷	۳٫۹۴	۳٫۲۶	۰٫۳۶	۳٫۴۲	۲٫۳۹	۴٫۴۹	۳٫۲۵	۴٫۲۹	۳٫۶۷	۳٫۳۳	۴٫۲۶
K_2O	۵٫۳۸	۲٫۹۸	۵٫۷	۳٫۲۵	۳٫۸۷	۵٫۱	۴٫۸۹	۵٫۶۵	۴٫۶۴	۳٫۲۶	۲٫۱۱	۳٫۸۳	۵٫۸۶	۴٫۴۷	۳٫۲۸
MnO	۰٫۰۴	۰٫۱۲	۰٫۱۱	۰٫۱۸	۰٫۰۵	۰٫۱۴	۰٫۰۳	۰٫۰۹	۰٫۰۵	۰٫۱۴	۰٫۱	۰٫۰۶	۰٫۰۸	۰٫۱۴	۰٫۲۲
BaO	۰٫۰۹	۰٫۰۸	۰٫۱۲	۰٫۱۳	۰٫۰۹	۰٫۱۱	۰٫۰۶	۰٫۱	۰٫۰۸	۰٫۱	۰٫۰۷	۰٫۰۹	۰٫۱۱	۰٫۱۲	۰٫۱۳
SrO	۰٫۰۶	۰٫۰۶	۰٫۰۴	۰٫۱۳	۰٫۰۸	۰٫۰۵	۰٫۰۱	۰٫۰۶	۰٫۰۵	۰٫۰۶	۰٫۰۸	۰٫۰۹	۰٫۰۵	۰٫۱۳	۰٫۲۵
TiO_2	۰٫۴۴	۰٫۳۹	۰٫۶۷	۱٫۱۱	۰٫۴۷	۰٫۶۴	۰٫۶۴	۰٫۳۹	۰٫۵۲	۰٫۸۳	۱٫۰۶	۰٫۴۶	۰٫۸۲	۰٫۷۹	۰٫۸۱
P_2O_5	۰٫۲۷	۰٫۲۱	۰٫۳۶	۰٫۶۱	۰٫۳۴	۰٫۳۳	۰٫۴۲	۰٫۱۹	۰٫۲۹	۰٫۴۸	۰٫۶۷	۰٫۲۸	۰٫۵	۰٫۴۶	۰٫۴۸
Cr_2O_3	<۰٫۰۱	<۰٫۰۱	<۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	<۰٫۰۱	۰٫۰۱	<۰٫۰۱	<۰٫۰۱	<۰٫۰۱	۰٫۰۳	<۰٫۰۱	<۰٫۰۱	۰٫۰۱	<۰٫۰۱
مواد فرار(LOI)	۳٫۴۷	۴٫۹۹	۳٫۱۳	۵٫۳۵	۴٫۱۷	۴٫۵۵	۳٫۹۵	۴٫۰۳	۳٫۵۳	۴٫۳۴	۵٫۴۱	۳٫۷۳	۳٫۲۱	۴٫۲۴	۷٫۰۲
مجموع	۹۸٫۸۸	۹۸٫۱۶	۹۹٫۸۲	۱۰۱٫۰۷	۹۹٫۹۳	۹۹٫۰۶	۹۸٫۲۷	۹۹٫۷۳	۹۸٫۹۴	۹۸٫۶۷	۹۹٫۱۳	۹۸٫۰۴	۹۸٫۴۳	۹۸٫۴۵	۹۹٫۲۴
V	۵۹	۵۴	۷۹	۱۵۱	۶۷	۹۹	۹۱	۷۵	۷۲	۱۱۷	۱۵۳	۶۲	۱۲۰	۱۱۴	۱۱۱
Y	۱۱٫۲	۱۰٫۱	۱۳٫۲	۱۶٫۳	۱۰٫۵	۱۴٫۶	۱۴٫۹	۱۰٫۲	۱۰٫۳	۱۸٫۶	۱۳٫۶	۹٫۹	۱۴٫۳	۱۴٫۱	۱۴٫۳
Cr	۵۷	۷۶	۷۱	۸۱	۷۵	۷۳	۹۲	۴۵	۷۵	۶۷	۲۱۵	۴۶	۶۸	۹۲	۶۵
Co	۶٫۹	۷٫۱	۱۰٫۳	۱۹٫۵	۶٫۴	۲۳٫۸	۵٫۷	۱۱٫۳	۶٫۵	۱۴٫۱	۲۱٫۹	۷٫۷	۱۵٫۸	۱۲٫۶	۱۲٫۹
Ni	۱۳٫۳	۱۹٫۳	۲۴٫۶	۴۴٫۶	۱۲٫۷	۲۷	۱۹٫۹	۲۱٫۱	۱۲٫۲	۳۱٫۲	۹۸٫۶	۱۶٫۳	۴۷٫۴	۳۰٫۵	۲۸٫۶
Pb	۴۶٫۳	۱۰۷	۲۷٫۵	۱۹٫۷	۱۳٫۳	۲۲٫۵	۱۳٫۳	۱۶۷٫۲	۷۰٫۲	۶۷٫۹	۱۴٫۴	۱۱٫۲	۱۵٫۵	۱۳۴٫۳	۴۹۴٫۹
Zn	۷۲	۲۲۲	۱۲۴	۱۵۱	۵۰	۱۲۰	۲۱	۹۳	۶۷۶	۱۷۳	۸۸	۵۲	۷۳	۲۸۲	۴۴۵
Cu	۵۳۰٫۷	۴۲۳٫۴	۱۴۸۵٫۸	۱۱۸۳٫۶	۱۱۶۶	۶۵۶۲٫۶	۷۸۲٫۳	۱۰۷۰٫۴	۴۲۶٫۴	۵۷۸٫۶	۳۸۲٫۱	۱۷۱٫۳	۱۴۶۳٫۷	۱۵۲۶	۷۳۱
Mo	۲۲٫۴۸	۴۲٫۱۸	۱۳۵٫۶۷	۶٫۹۲	۳۱٫۸۷	۲۹۳٫۲	۳۲٫۷۲	۷۰٫۹۱	۶۵٫۵۵	۴۶٫۲۲	۵٫۴۶	۱۱٫۷	۷۰۳٫۱۸	۱۵٫۹۹	۴۵٫۳۷
Ga	۱۶٫۴	۱۵٫۶	۱۷٫۶	۱۹٫۳	۱۶٫۱	۱۷٫۴	۱۶٫۷	۱۶٫۳	۲۲٫۶	۱۸٫۸	۱۹٫۶	۱۶٫۳	۱۹٫۲	۱۷٫۱	۱۸٫۴
Sc	۴٫۳	۴٫۱	۶٫۱	۱۱٫۱	۴٫۴	۶٫۸	۵٫۶	۴٫۱	۴٫۵	۷٫۹	۱۲	۴٫۶	۸	۸٫۵	۸٫۳
Tl	۰٫۰۷	۰٫۰۷	۰٫۰۸	۰٫۰۷	۰٫۰۶	۰٫۰۷	۰٫۱۸	۰٫۰۶	۰٫۱۲	۰٫۰۴	۰٫۰۹	۰٫۰۷	۰٫۱۲	۰٫۰۷	۰٫۱۱
Rb	۱۵۷٫۵	۹۵٫۱	۱۷۳٫۶	۹۹٫۴	۱۰۷٫۵	۱۴۷٫۷	۱۸۷٫۹	۱۵۳٫۵	۱۶۳٫۳	۹۸٫۴	۸۵٫۲	۱۰۴٫۲	۱۸۶٫۸	۱۴۶٫۵	۹۴٫۲
Th	۱۸٫۴۲	۱۷٫۹۸	۱۹٫۰۴	۱۲٫۵۳	۱۷٫۲	۲۴٫۰۱	۱۹٫۶	۲۳٫۹۸	۱۴٫۶۲	۲۱٫۸۴	۱۱٫۶۵	۲۱٫۱۶	۲۳٫۲۸	۱۵٫۸۶	۱۲٫۳۴
Sr	۶۳۳٫۷	۶۱۲٫۶	۳۵۱٫۴	۱۲۴۸٫۸	۷۹۰٫۲	۵۲۳٫۹	۱۱۸٫۷	۶۲۳٫۲	۳۷۸٫۱	۵۷۰٫۷	۷۵۶٫۱	۸۵۷٫۴	۴۱۴٫۵	۱۰۳۴٫۱	۱۸۸۲٫۷
Cs	۵٫۱۶	۲٫۴۷	۳٫۴۴	۳٫۸۸	۲٫۹۷	۳٫۶۷	۱۰٫۲۷	۲٫۲۴	۳٫۹۶	۱٫۶۴	۵٫۰۴	۲٫۶۵	۲٫۶۷	۳٫۹۵	۲٫۵۲
Ba	۸۴۹٫۸	۶۸۹٫۳	۱۰۲۵٫۹	۱۱۶۹٫۷	۸۲۶٫۸	۹۷۶٫۲	۵۵۱٫۸	۸۹۱٫۳	۶۹۳٫۳	۸۷۶	۵۸۲٫۱	۷۶۳٫۷	۱۰۴۱٫۱	۱۰۴۴٫۶	۱۱۳۲٫۹
U	۵٫۵۹	۴٫۸۱	۱۱٫۹۴	۲٫۰۱	۳٫۵۷	۱۴٫۲۱	۷٫۸۸	۴٫۷	۳٫۷۳	۴٫۸۶	۲٫۷۳	۳٫۱۱	۱۹٫۴۶	۱۲٫۷۱	۱٫۹۵
Zr	۱۳۷	۱۵۷	۲۵۶	۱۲۶	۱۲۸	۱۹۱	۱۷۴	۱۳۳	۱۴۵	۱۶۴	۱۵۶	۱۴۲	۲۰۹	۱۷۴	۲۹۶
Nb	۲۳٫۳	۲۱٫۲	۲۷	۲۱٫۶	۲۲٫۹	۲۶٫۸	۲۰٫۸	۱۷٫۷	۲۶٫۱	۲۷٫۲	۲۳٫۴	۲۵	۳۳٫۵	۲۲٫۱	۲۲٫۵
Hf	۴	۴٫۵	۶٫۵	۳٫۴	۴	۵٫۲	۴٫۸	۴	۴٫۴	۴٫۲	۴٫۳	۴	۵٫۴	۴٫۶	۷٫۱
Ta	۱٫۸	۱٫۷	۱٫۹	۱٫۱	۱٫۸	۱٫۹	۱٫۵	۱٫۴	۲٫۱	۱٫۸	۱٫۳	۱٫۹	۲٫۲	۱٫۴	۱٫۲
La	۵۱٫۷	۴۱٫۹	۷۳٫۵	۵۵٫۳	۴۶	۱۰۹٫۷	۴۸٫۷	۷۹٫۸	۴۷٫۸	۷۱٫۹	۷۰٫۵	۴۴٫۷	۱۰۶٫۱	۵۳٫۵	۴۳٫۱
Ce	۸۲	۷۲٫۸	۱۱۵٫۷	۱۰۱٫۶	۷۹٫۷	۱۷۱٫۵	۸۷٫۷	۱۲۴٫۵	۸۲٫۳	۱۲۹٫۲	۱۲۲٫۴	۷۶٫۹	۱۷۰٫۷	۹۶	۸۳٫۵
Pr	۷٫۷۹	۷٫۳۱	۱۱٫۰۵	۱۰٫۹۹	۸٫۰۸	۱۵٫۷	۹٫۱۴	۱۱٫۵۸	۸٫۳۲	۱۳٫۴۶	۱۲٫۳۶	۷٫۶۱	۱۶٫۰۴	۱۰٫۱۶	۹٫۲۱
Nd	۲۵٫۹	۲۴٫۹	۳۶٫۵	۴۱٫۱	۲۷٫۹	۴۹٫۳	۳۲٫۴	۳۶٫۷	۲۸٫۲	۴۶٫۴	۴۲٫۵	۲۵٫۹	۵۰٫۶	۳۶	۳۳٫۵
Sm	۴٫۰۸	۴٫۰۸	۵٫۶۵	۷٫۰۸	۴٫۵۷	۶٫۶۸	۵٫۳	۴٫۸۳	۴٫۵۳	۷٫۳۹	۶٫۶۸	۴٫۰۶	۷٫۲۸	۶٫۰۳	۵٫۹۵
Eu	۱٫۱۴	۱٫۱۴	۱٫۴۴	۲٫۰۹	۱٫۲۳	۱٫۴۳	۱٫۵۳	۱٫۱۶	۱٫۱۶	۲٫۲۵	۱٫۵۴	۱٫۰۹	۱٫۵۶	۱٫۶۲	۱٫۵۹
Gd	۳٫۳۹	۳٫۲۸	۴٫۷۹	۵٫۷۶	۳٫۶۶	۵٫۷۵	۴٫۵	۳٫۹۶	۳٫۶۴	۶٫۴	۵٫۳۲	۳٫۴	۶٫۰۷	۴٫۸۷	۴٫۷۷
Tb	۰٫۴	۰٫۳۸	۰٫۵۱	۰٫۶۷	۰٫۴۳	۰٫۵۹	۰٫۵۴	۰٫۳۹	۰٫۳۹	۰٫۷۱	۰٫۵۷	۰٫۳۸	۰٫۶۲	۰٫۵۵	۰٫۵۶
Dy	۱٫۹۸	۱٫۹۱	۲٫۵	۳٫۳۹	۱٫۹۷	۲٫۸۷	۲٫۸	۱٫۸۱	۱٫۸۷	۳٫۵۵	۲٫۷	۱٫۷۸	۲٫۸۲	۲٫۷۱	۲٫۶۹
Ho	۰٫۳۸	۰٫۳۳	۰٫۴۵	۰٫۵۹	۰٫۳۵	۰٫۵۳	۰٫۵	۰٫۳۳	۰٫۳۳	۰٫۶۴	۰٫۴۹	۰٫۳۳	۰٫۵۱	۰٫۵	۰٫۵
Er	۱٫۱۸	۱	۱٫۴	۱٫۶۷	۱٫۰۱	۱٫۶	۱٫۴۸	۰٫۹۲	۰٫۹۳	۱٫۷۴	۱٫۳۳	۰٫۹۲	۱٫۴۲	۱٫۳۷	۱٫۴۱
Tm	۰٫۱۷	۰٫۱۵	۰٫۲۱	۰٫۲۲	۰٫۱۵	۰٫۲۳	۰٫۲	۰٫۱۲	۰٫۱۳	۰٫۲۴	۰٫۱۹	۰٫۱۳	۰٫۲	۰٫۱۹	۰٫۱۹
Yb	۱٫۱۲	۰٫۹۷	۱٫۴۳	۱٫۳۲	۰٫۹	۱٫۵۱	۱٫۲۹	۰٫۸۳	۰٫۸۷	۱٫۵۳	۱٫۱۱	۰٫۸۵	۱٫۲۷	۱٫۲۳	۱٫۲۴
Lu	۰٫۱۸	۰٫۱۶	۰٫۲۳	۰٫۲	۰٫۱۵	۰٫۲۳	۰٫۲	۰٫۱۳	۰٫۱۴	۰٫۲۱	۰٫۱۷	۰٫۱۵	۰٫۲	۰٫۱۹	۰٫۲
$[La/Yb]_N$	۳۱٫۱۲	۲۹٫۱۲	۳۴٫۶۵	۲۸٫۲۴	۳۴٫۴۵	۴۸٫۹۷	۲۵٫۴۵	۶۴٫۸۲	۳۷٫۰۴	۳۱٫۶۸	۴۲٫۸۲	۳۵٫۴۵	۵۶٫۳۲	۲۹٫۳۲	۲۳٫۴۳
Eu/Eu*	۰٫۹۳	۰٫۹۵	۰٫۸۴	۱	۰٫۹۱	۰٫۷	۰٫۹۵	۰٫۸۱	۰٫۸۷	۱	۰٫۷۸	۰٫۸۹	۰٫۷۱	۰٫۹۱	۰٫۹۱



شکل ۵ الف) نمودار نامگذاری توده نفوذی مونزونیتی [۲۴]، ب) جایگاه نمونه‌ها در نمودار K_2O نسبت به SiO_2 [۲۵]، پ) نمودار شاخص اشباع از آلومینیوم [۲۶]، ت) نمودار تفکیک نوع گرانیت توده مونزونیتی نیاز [۲۷].

نمودارهای بهنجار شده با مقادیر گوشته اولیه [۲۸] (شکل ۶ الف) نشاندهنده غنی‌شدگی عناصرسنگ دوست درشت یون (LILE) مانند Cs، La، U و عناصر Rb، Th و Pb و تهی-شدگی عناصر با شدت میدان بالا (HFSE) مانند Nb، Ta، P، Zr، Ti و عناصر Ba و Y در نمونه‌ها نسبت به مقادیر گوشته اولیه است. تهی‌شدگی Ba نسبت به Rb در این نمودارها اشاره به حضور آمفیبول به عنوان فاز پایدار در ناحیه خاستگاه ماگما دارد. آمفیبول مقادیر بیشتری از Ba را نسبت به Rb در ساختار خود جای می‌دهد [۲۹].



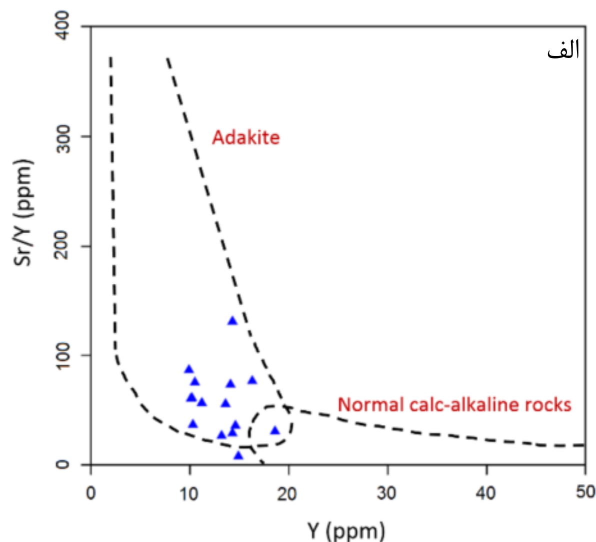
شکل۶ الف) نمودار عناصر فرعی بهنجارشده بر اساس گوشته اولیه [۲۸] و ب) نمودار توزیع عناصر خاکی نادر بهنجارشده نسبت بـه کنـدریت بـر اساس [۳۰].

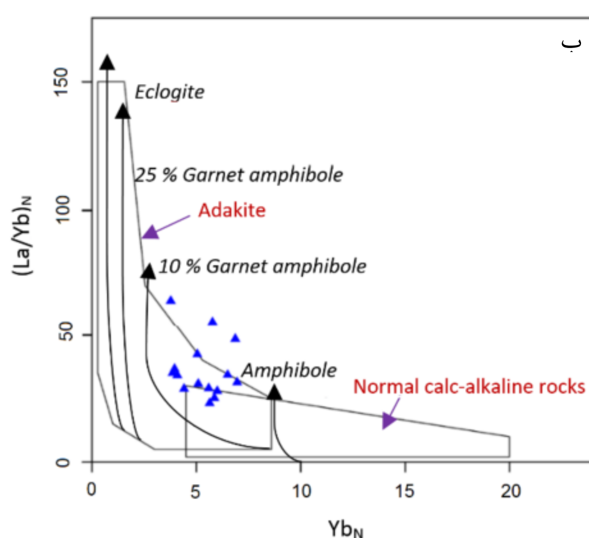
[DOR: 20.1001.1.17263689.1399.28.1.1.1]
[DOI: 10.29252/ijcm.28.1.3]

الگوی تغییرات فراوانی عناصر خاکی نادر (REE) بهنجار شده نسبت به کندریت [۳۰] (شکل ۶ ب) نشاندهنده جدایش گسترده REEها و غنی‌شدگی از عناصر خاکی نادر سبک (LREE) نسبت به عناصر خاکی نادر سنگین (HREE) ($(La/Yb)_N$ =۲۳٫۴۳- ۶۴٫۸۲) و بی‌هنجاری جزئی منفی Eu (با میانگین ۰٫۸۸ = Eu/Eu*) است. مقدار نسبتاً پایین HREEها (Yb = ۰٫۱-۸۳٫۵۳) و الگوی هموار آنها در نمودار بهنجار شده نسبت به کندریت نشانگر حضور گارنت به عنوان فاز پایدار در خاستگاه ماگماست [۳۱]. بی‌هنجاری جزئی منفی Eu نیز نشاندهنده توقف یا عدم جدایش قابل توجه پلاژیوکلاز در خاستگاه ماگماست [۳۲].

نمونه‌های مورد بررسی از توده مونزونیتی نیاز دارای مقدار میانگین ۶۰٫۵۹ wt% برای SiO_2، ۱۵٫۳۶ wt% برای Al_2O_3، ۲٫۲۴ wt% برای MgO، ۷۱۹٫۷۴ ppm برای Sr، ۵۶٫۲۸ برای Sr/Y، ۱۳٫۰۷ ppm برای Y، ۱٫۱۶ ppm برای Yb، ۵۴٫۶۷ برای La/Yb، مقادیر پایین عناصر HFSE مانند Nb و Ta و بی‌هنجاری جزئی منفی Eu (میانگین ۰٫۸۸) هستند که همه نشاندهنده ویژگی آداکیتی این سنگ‌ها می‌باشند. در نمودارهای Sr/Y نسبت به Y [۱] و همچنین $(La/Yb)_N$ نسبت به Yb_N [۳۳] که به طور گسترده توسط پژوهشگران مختلف برای تشخیص سنگ‌های آداکیتی از سنگ‌های قوسی عادی به کار رفته‌اند، تقریباً همه نمونه‌های مورد بررسی در گستره سنگ‌های آداکیتی قرار دارند (شکل ۷). مارتین و همکاران [۳] بر اساس برخی ویژگی‌های زمین‌شیمیایی، آداکیت‌ها را به دو نوع پرسیلیس (HAS) و کم سیلیس (LSA) تقسیم کرده‌اند. آداکیت‌های پرسیلیس دارای مقادیر SiO_2 بیش از ۶۰٪، MgO در گستره ۰٫۵ تا ۴ درصد، $CaO+Na_2O$ کمتر از ۱۱ درصد و Sr کمتر از ۱۱۰۰ ppm هستند و در حالی که آداکیت‌های کم سیلیس(LSA) با مقادیر ۴-۹٪ MgO، $CaO+Na_2O$ بیش از ۱۰٪ و Sr بیش از ۱۰۰۰ppm مشخص می‌شوند. ویژگی‌های زمین‌شیمیایی نمونه‌ها چون مقدار میانگین ۶۰٫۹۵ برای SiO_2، ۲٫۲۴ برای MgO، ۶٫۱ برای $CaO+Na_2O$، ۰٫۶۶ برای TiO_2 (مقادیر اکسیدها بر حسب درصد وزنی) ۷۱۹٫۲۴ ppm برای Sr، نشاندهنده وابستگی سنگ‌های آداکیتی مورد بررسی به آداکیت‌های پرسیلیس (HAS) است. در نمودار Sr/Y نسبت به Y (شکل ۸) که برای تفکیک آداکیت‌های HSA و LSA ارائه شده است [۳]، تقریباً همه نمونه‌ها در گستره آداکیت‌های HSA جای دارند.

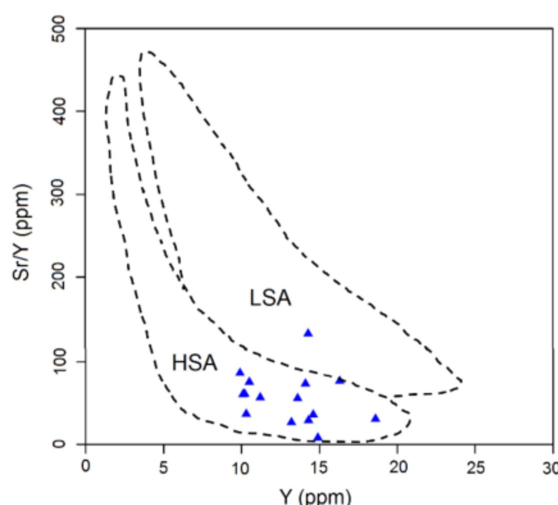
برای تعیین محیط زمین‌ساختی سنگ‌های آداکیتی مورد بررسی، نخست از نمودار Rb نسبت به Y+Nb [۳۴] استفاده شد که بر اساس آن نمونه‌های مورد بررسی در جایگاه زمین‌ساختی گرانیت‌های پسابرخوردی (post-COLG)جای دارند (شکل ۹ الف). همچنین نمودار تغییرات Th/Yb نسبت به Ta/Yb [۳۵] (شکل ۹ ب) نشاندهنده وابستگی توده مونزونیتی نیاز به کرانه‌های فعال قاره‌ای است.



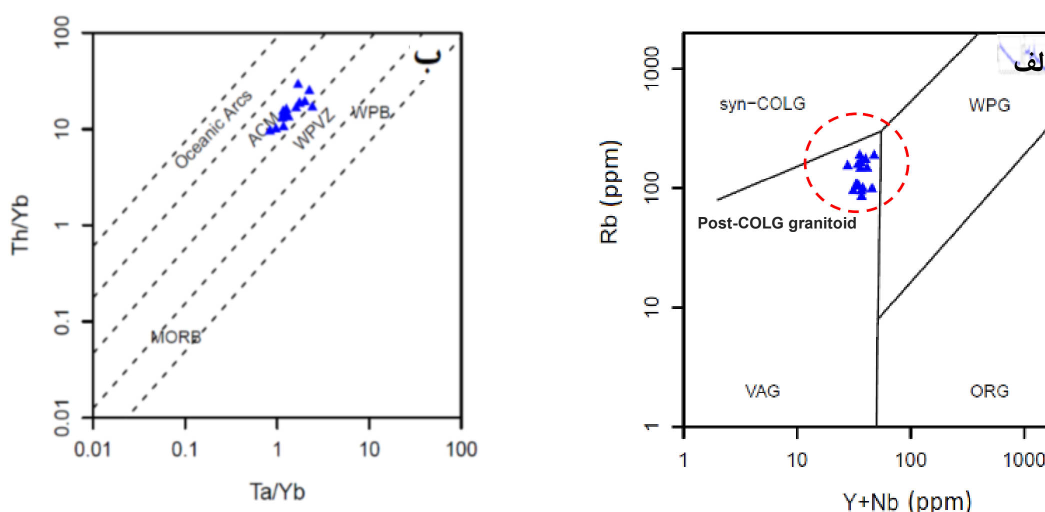


شکل ۷ الف) نمودار Sr/Y نسبت به Y [۱] و ب) نمودار $(La/Yb)_N$ نسبت به Yb_N [۳۳].

[DOR: 20.1001.1.17263689.1399.28.1.1.1]
[DOI: 10.29252/ijcm.28.1.3]



شکل۸ نمودار Sr/Y نسبت به Y برای تعیین نوع آداکیت سنگ‌های مورد بررسی [۳].



شکل ۹ نمودارهای تفکیک زمین‌ساختی توده نفوذی نیاز: الف) نمودار Rb نسبت به Y+Nb [۳۴] و ب) نمودار Th/Yb نسبت به Ta/Yb [۳۵].

سنگ‌زایی

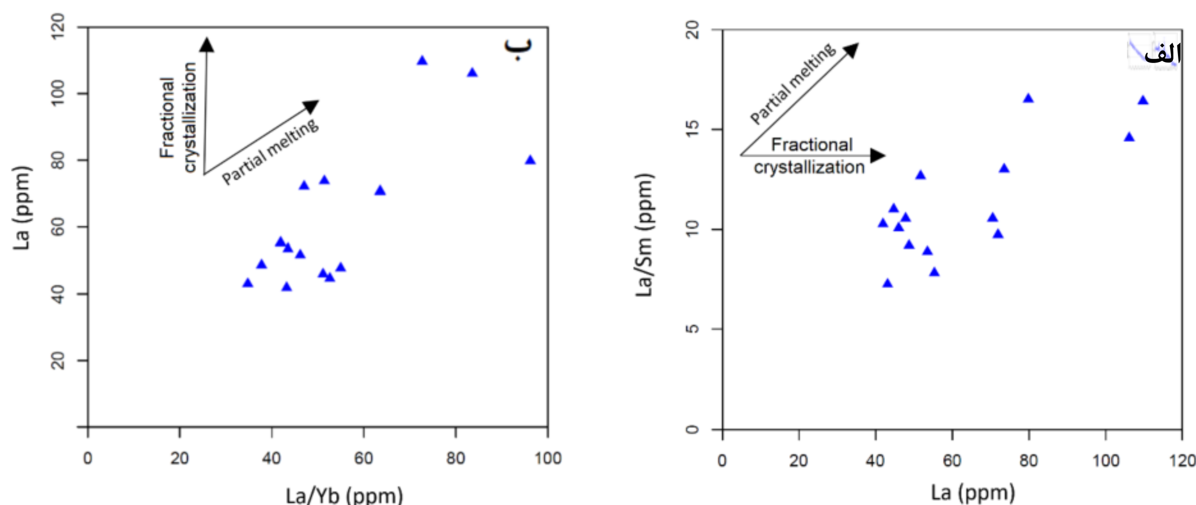
چنان که مقدمه اشاره شد، بطور کلی آداکیت‌ها از ذوب پوسته اقیانوسی فرورانده شده، ذوب گوشته دگرنهاده، ذوب‌بخشی پوسته زیرین ضخیم شده و یا ذوب پوسته زیرین متورق شده نتیجه می‌شوند [۱، ۵-۹].

در نمودار La/Sm نسبت به La [۳۶] و نمودار La نسبت به La/Yb بر اساس [۳۷] (شکل‌های ۱۰ الف، ب)، نمونه‌های مورد بررسی از توده مونزونیتی نیاز از روند مربوط به ذوب بخشی پیروی می‌کنند. با توجه به این نمودارها مشخص می‌شود که فرآیند ذوب‌بخشی و ترکیب ناحیه خاستگاه، نقش اصلی را در کنترل تنوع ترکیبی و تشکیل ماگمای والد این سنگ‌ها داشته است.

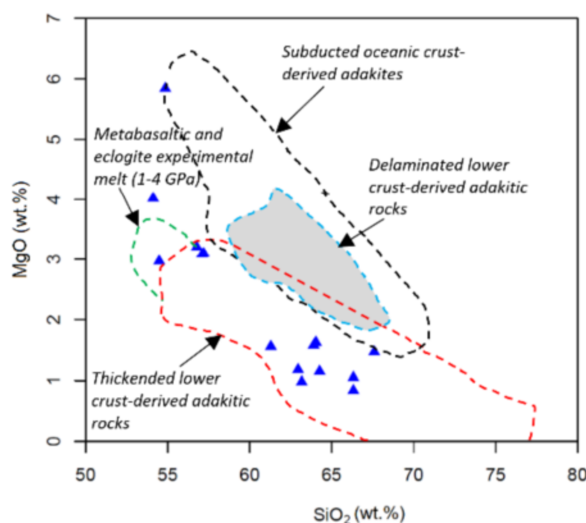
مقدار Al_2O_3 در نمونه‌ها پایین‌تر از مذاب‌های برآمده از قطعه فرورونده (اغلب با مقدار بیش از ۱۷ wt%) و مقدار K_2O (۲/۱۱ تا ۵/۸۶ wt%) نیز بسیار بیشتر از آداکیت‌های برآمده از ذوب قطعه فرورونده (کمتر از ۱/۵٪) است. از سوی دیگر، نسبت Na_2O/K_2O نیز در نمونه‌ها (با میانگین ۰/۹) کمتر از نسبت‌های مشابه در آداکیت‌های معمول پهنه‌های فرورانش اقیانوسی است [۳] همچنین آداکیت‌های برآمده از ذوب قطعه فرورونده بطور کلی دارای مقادیر پایین Rb/Sr (۰/۰۱ تا ۰/۰۴) و La/Ce (۰/۳ تا ۰/۳۳) است [۳۸]، ولی نمونه‌های مورد بررسی دارای نسبت‌های بالای Rb/Sr (۰/۰۷ تا ۱/۵۸، میانگین ۰/۳۱) و La/Ce (۰/۵۱ تا ۰/۶۴) هستند که این نشاندهنده تشکیل سنگ‌های آداکیتی نیاز از ذوب‌بخشی پوسته زیرین است [۳۸].

[DOR: 20.1001.1.17263689.1399.28.1.1.1]
[DOI: 10.29252/ijcm.28.1.3]

براساس نتایج مراجع [۳۹، ۴۰]، مقدار Ba/Rb برای پوسته ۶/۷ و برای گوشته ۱۱ است. این نسبت در نمونه‌های مورد بررسی از ۲/۹۳ تا ۱۲/۰۲ متغیر بوده و میانگین آن ۷/۰۲ است که نشاندهنده آن است که توده مونزونیتی نیاز بطور مستقیم از گوشته شکل نگرفته است. مقدار بالای K_2O و Th (۱/۶۵-۲۴/۱۱) نمونه‌ها نیز نشاندهنده تشکیل این سنگ‌ها از پوسته قاره‌ای است [۴۱]. نسبت‌های بالای La/Yb در نمونه‌ها (۳۴/۷۵-۹۶/۱۴) نیز مدل ذوب‌بخشی پوسته قاره‌ای زیرین برای خاستگاه سنگ‌های آداکیتی مورد بررسی را تائید می‌کند [۳۷]. با توجه به مقدار بالای Th و Th/Ce (میانگین ۰/۱۷) نمونه‌ها نسبت به آداکیت‌های برآمده از ذوب‌بخشی پوسته زیرین متورق شده و از آنجاکه این نوع آداکیت‌ها دارای مقادیر بیشتری از La/Yb (۱۲۹ - ۷۴) و Sr/Y (۱۵۳-۳۰۵) نسبت به آداکیت‌های برآمده از ذوب‌بخشی پوسته زیرین ضخیم شده هستند [۹]، ذوب پوسته زیرین متورق شده نیز نمی‌تواند عامل تشکیل سنگ‌های آداکیتی مورد بررسی باشد (مقادیر La/Yb و Sr/Y در نمونه‌های مورد بررسی به ترتیب در گستره ۹۶/۱۴ -۳۴/۷۵ و ۱۳۱/۶۵ -۲۶/۶۲ در تغییر است؛ (نسبت Sr/Y در نمونه NZ-04/44 در نظر گرفته نشده است). بنابراین با توجه به مجموع مطالب به نظر می‌رسد که ذوب بخشی پوسته زیرین عامل اصلی تشکیل ماگمای والد سنگ‌های مورد بررسی بوده است. در نمودار MgO نسبت به SiO_2 [۴۲] نیز بیشتر نمونه‌ها در گستره آداکیت‌های ناشی از ضخیم‌شدگی پوسته‌ی زیرین جای دارند (شکل ۱۱).

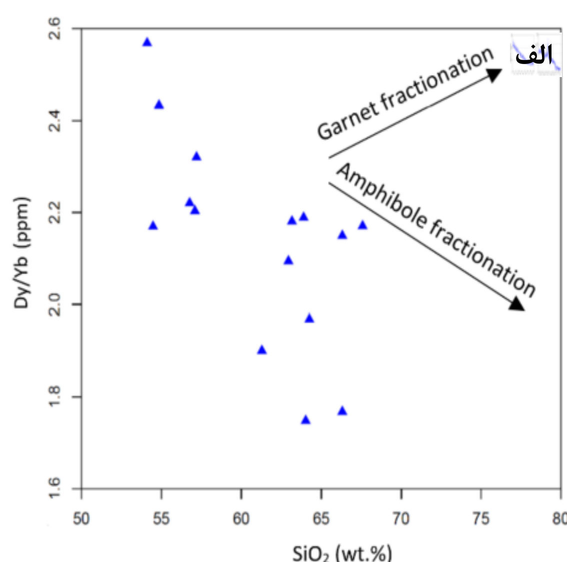


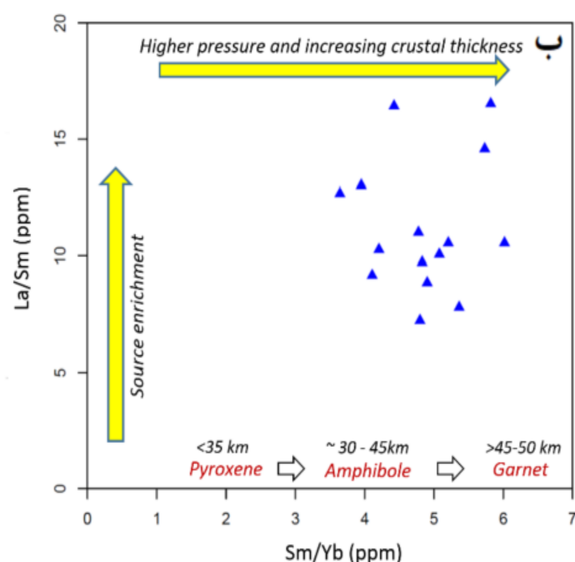
شکل ۱۰ الف) نمودار La/Sm نسبت به La [۳۶] و ب) نمودار La نسبت به La/Yb [۳۷].



شکل ۱۱ نمودار MgO نسبت به SiO_2 [۴۲].

مقدار بالای Sr، Ba (۵۵۱٫۸- ۱۱۶۹٫۷) و بی‌هنجاری جزئی منفی Eu نشانگر نبود پلاژیوکلاز به عنوان فاز پایدار طی فرآیند ذوب‌بخشی در خاستگاه ماگمایی توده مونزونیتی نیاز است. چرا که Sr، Ba و Eu عناصری سازگار در پلاژیوکلاز هستند و می‌توانند در ساختار آن جایگزین شوند. از سوی دیگر، مقدار بالای عناصر LREE، مقادیر پایین عنصر Y و HREEها (مثل Yb) و نسبت‌های بالای Sr/Y و $(La/Yb)_N$ بیانگر حضور آمفیبول و گارنت به عنوان فازهای پایدار در ناحیه خاستگاه ماگما هستند [۱، ۳، ۴۳]. با توجه به گزارش مارتین و همکاران [۳]، برای آداکیت‌های معمولی که نتیجه ذوب بخشی فشار بالای سنگ‌های بازالتی هستند، Sr به دلیل ناپایداری پلاژیوکلاز در فشارهای بالا به شدت ناسازگار است، ولی Y چنین نیست و می‌تواند وارد شبکه هورنبلند (آمفیبول) و یا گارنت شود که این موضوع موجب کاهش مقدار Y و افزایش نسبت Sr/Y در مذاب‌های آداکیتی می‌گردد. بنابراین مقدار بالای Sr در نمونه‌ها نشانگر شرایط ذوب‌بخشی فشار بالا در خاستگاه ماگمای والد این سنگ‌هاست [۱، ۳، ۴۳]. از سوی دیگر به باور جی و همکاران [۴۴]، مقادیر۱۰ <Y/Yb در سنگ‌ها نشاندهنده حضور گارنت و مقادیر۱۰ ≈ Y/Yb و الگوی هموار عناصر HREE نشانگر حضور هورنبلند (آمفیبول) به عنوان فاز پایدار در خاستگاه ماگماست. در نمونه‌های مورد بررسی، مقدار Y/Yb در گستره ۹٫۲۳ تا ۱۲٫۳۴ (با میانگین ۱۱٫۲۸) است که بیانگر حضور هورنبلند به عنوان فاز اصلی در خاستگاه ماگماست. نمودار Dy/Yb نسبت به SiO_2 [۴۵] (شکل ۱۲ الف) نیز نشاندهنده اهمیت بیشتر آمفیبول نسبت به گارنت به عنوان فاز اصلی پایدار در خاستگاه ماگمایی سنگ-های آداکیتی مورد بررسی است. برای تعیین ضخامت پوسته و فشار احتمالی در خاستگاه ماگمای مادر سنگ‌های آداکیتی مورد بررسی از نمودار La/Sm نسبت به Sm/Yb [۴۶] (شکل ۱۲ ب) استفاده شد. برپایه این نمودار، ماگمای والد این سنگ-ها در یک پوسته ضخیم شده (ژرفای ۴۵ تا ۵۰ کیلومتر) و در تعادل با پسمانده‌ای شامل آمفیبول و به مقدار جزئی گارنت (کمتر از ۱۰ درصد) تشکیل شده است [۴۶]. بطور کلی، این ویژگی‌ها بیانگر یک خاستگاه آمفیبولیتی شامل گارنت برای سنگ‌های آداکیتی مورد بررسی است. با توجه به مجموع مطالب می‌توان گفت که ذوب بخشی سنگ‌های پوسته زیرین و مافیک در حضور فازهای پایدار شامل آمفیبول و به مقدار جزئی گارنت عامل اصلی تشکیل ماگمای والد سنگ‌های مورد بررسی بوده است. ذوب‌بخشی سنگ‌های پوسته زیرین احتمالاً در پاسخ به فرآیند افزایش ضخامت پوسته در طی اضافه شدن و جایگزینی ماگمای مافیک برآمده از گوشته در پوسته زیرین صورت گرفته است [۴۷].





شکل ۱۲ الف) نمودار Dy/Yb نسبت به SiO_2 [۴۵] و ب) نمودار La/Sm نسبت به Sm/Yb [۴۶].

برداشت

ترکیب اصلی توده آداکیتی کانه‌دار در منطقه نیاز از گرانیت، کوارتزمونزونیت تا مونزونیت متغیر است. این توده از نظر سری ماگمایی وابسته به سری‌های آهکی قلیایی پتاسیم بالا و شوشونیتی بوده و دارای ویژگی متاآلومین تا کمی پرآلومین است و در منطقه گرانیت‌های نوع I جای دارد. مقادیر بالای SiO_2، Al_2O_3 و Sr، مقدار پایین MgO و Y، غنی‌شدگی در عناصر LREE، تهی‌شدگی از عناصر HREE و HFSE و همچنین نسبت‌های بالای Sr/Y و $(La/Yb)_N$ همه نشاندهنده ویژگی آداکیتی این توده هستند. ویژگی‌های زمین‌شیمیایی توده مونزونیتی نیاز با آداکیت‌های پرسیلیس(HSA) همخوانی دارد. نمودارهای تفکیک محیط زمین‌ساختی نشاندهنده شکل-گیری این سنگ‌ها در محیط قوسی آتشفشانی پسابرخوردی در یک کرانه فعال قاره‌ای است. داده‌های زمین‌شیمیایی بیانگر یک خاستگاه آمفیبولیتی دارای گارنت برای سنگ‌های مورد بررسی هستند و به نظر می‌رسد که ذوب‌بخشی پوسته زیرین مافیک و ضخیم شده در تعادل با پسماندهای شامل آمفیبول و به مقدار جزئی گارنت عامل تشکیل ماگمای والد سنگ‌های آداکیتی مورد بررسی بوده است.

قدردانی

این پژوهش بخشی از نتایج پایان نامه دکتری نویسنده اول است. نگارندگان از معاونت پژوهشی دانشکده علوم دانشگاه ارومیه و به ویژه از امور تحقیق و توسعه شرکت ملی صنایع مس ایران برای تأمین هزینه‌های مالی این پژوهش قدردانی می‌کنند.

مراجع

[1] Defant M.J., Drummond M.S., *"Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere",* Nature 347 (1990) 662–665.

[2] Castillo P. R., *"Adakite petrogenesis",* Lithos 134 (2012) 304–316.

[3] Martin H., Smithies R.H., Rapp R.P., Moyen J.–F., Champion D.C., *"An overview of adakite, tonalite–trondhjemite–granodiorite (TTG) and sanukitoid: relationships and some implications for crustal evolution",* Lithos 79 (2005)1–24.

[4] Richards JP., Kerrich R., *"Adakite-like rocks: Their diverse origins and questionable role in metallogenesis",* Economic Geology 102 (2007) 537–576.

[5] Atherton M.P., Petford N., *"Generation of sodium-rich magmas from newly underplated basaltic crust",* Nature 362 (1993) 144–146.

[6] Karsl O., Dokuz A., Uysal I., Aydın F., Kandemir R., Wijbrans J., *"Generation of the Early Cenozoic adakitic volcanism by partial melting of mafic lower crust, Eastern Turkey: ımplications for crustal thickening to delamination",* Lithos 114 (2010) 109–120.

[7] Topuz G., Okay A.I., Altherr R., Schwar W.H., Siebel W., Zack T., Satır M., Sen C., *"Post-collisional adakite-like magmatism in the Ağvanis massif and implications for the evolution of the Eocene magmatismin the Eastern Pontides (NE Turkey)",* Lithos 125 (2011) 131–150.

[8] Wang Q., Xu J.-F., Jian P., Bao Z.W., Zhao Z.H., Li C.F., Xiong X.L., Ma J.L., *"Petrogenesis of adakitic porphyries in an extension al tectonic setting, Dexing, South China: implications for the genesis of porphyry copper mineralization",* Journal of Petrology 47 (2006) 119–144.

[9] Hou M.L., Jiang Y.H., Jiang S.Y., Ling H.F., Zhao K.D., *"Contrasting origins of late Mesozoic adakitic granitoids from the northwestern Jiaodong Peninsula, east China: Implications for crustal thickening to delamination",* Geological Magazine, v. 144 (2007) 619–631.

[10] Jahangiri A., *"Post-collisional Miocene adakitic volcanism in NW Iran: geochemical and geodynamic implications"*, Journal of Asian Earth Science 30 (2007) 433–447.

[11] Jamali H., Mehrabi B., *"Relationships between arc maturity and Cu–Mo–Au porphyry and related epithermal mineralization at the Cenozoic Arasbaran magmatic belt",* Ore Geology Reviews 65 (2015) 481–501.

[12] Omrani J., Agard P., Whitechurch H., Benoit M., Prouteau G., Jolivet L., *"Arc magmatism and subduction history beneath the Zagros Mountains, Iran: a new report of adakites and geodynamic consequences",* Lithos 106 (2008) 380–398.

[13] Delavari M., Amini S., Schmitt A. K., McKeegan K. D., Harrison T. M., *"U–Pb geochronology and geochemistry of Bibi-Maryam pluton, eastern Iran: implication for the late stage of the tectonic evolution of the Sistan Ocean"*, Lithos 200–201 (2014) 197–211.

[14] Asadi S., Moore F., Zarasvandi A., *"Discriminating productive and barren porphyry copper deposits in the southeastern part of the central Iranian volcano-plutonic belt, Kerman*

[25] Peccerillo A., Taylor S. R., *"Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks in Turkey. «Contrib. Mineral. Petr.»"*, 68 (1976) 63-81.

[26] Shand S. J., *"Eruptive Rocks. Their Genesis, Composition, Classification, and Their Relation to Ore-Deposits with a Chapter on Meteorite"*, John Wiley & Sons, New York (1943).

[27] Chappell B.W., White A.J.R., *"Two contrasting granite types"*, Pac. Geol. 8 (1974) 173e174.

[28] McDonough W. F., S. S. Sun., *"The composition of the Earth"*, Chem. Geol., 120 (1995) 223-253.

[29] Green T.H., *"Experimental studies of trace-element partitioning applicable to igneous petrogenesis—Sedona 16 years later"*, Chem.Geol. 117 (1994) 1–36.

[30] Boynton W.V., *"Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. In: Henderson, P. (Ed.), Rare Earth Element Geochemistry"*, Elsevier, Amsterdam (1984), pp. 63–114.

[31] Kampunzo A. B., Tombale A. R., Zhai M., Bagai Z., Majaule T., Modisi M. P., *"Major and trace element geochemistry of plutonic rocks from Francistown, NE Botswana: evidence for a Neoarchaean continental active margin in the Zimbabwe craton"*, Lithos 71(2003) 431-460.

[32] Richards J.P., Spell T., Rameh E., Razique A., Fletcher T., *"High Sr/Y Magmas Reflect Arc Maturity, High Magmatic Water Content, and Porphyry Cu ± Mo ± Au Potential: Examples from the Tethyan Arcs of Central and Eastern Iran and Western Pakistan"*, Economic Geology 107(2012).

[33] Martin H., *"Effect of steeper Archean geothermal gradient on geochemistry of subduction-zone magmas"*, Geology 14 (9) (1986) 753–756.

[34] Pearce J. A., Harris N. B. W., Tindle A. J., *"Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks"*, J. Petrol., 25 (1984) 956-83.

[35] Schandl E. S., Gorton MP., *"Application of high field strength elements to discriminate tectonic setting in VMS environments"*, Economic Geology.97 (2002) 629-642.

[36] Jiang Y.H., Ling H.F., Jiang S.Y., Fan H.H., Shen W.Z. & Ni P., *"Petrogenesis of a Late Jurassic Peraluminous Volcanic complex and its high-Mg, potassic, quenched enclaves at Xiangshan, Southeast China"*, J. Petrology 46, 6. (2005) 1121-1154.

region, Iran: a review", Earth Science Review 138 (2014) 25–46.

[15] Ahmadian J., Sarjoughian F., Lentz D., Esna-Ashari A., Murata M., Ozawa H., *"Eocene K-rich adakitic rocks in the Central Iran: Implications for evaluating its Cu–Au–Mo metallogenic potential"*, Ore Geology Review 72 (2016) 323-342.

[16] Nabavi M.H., *"An Introduction to Geology in Iran"*, Geological Survey of Iran, 56 (1976).

[17] Moritz R., Mederer J., Ovtcharova M., Spikings R., Selby D., Melkonyan R., Hovakimyan S., Tayan R., Ulianov A., Ramazanov V., *"Jurassic to Tertiary metallogenic evolution of the southernmost Lesser Caucasus, Tethys belt"*, 12th the Society for Geology Applied to Mineral Deposits (SGA) Biennial Meeting, Uppsala, Sweden (2013).

[18] Ashrafi N., Jahangiri A., Hasebe N., Eby G.N., *"Petrology, geochemistry and geodynamic setting of Eocene-Oligocene alkaline intrusions from the Alborz-Azerbaijan magmatic belt, NW Iran"*, Journal of Chemie der Erde, Volume 78 (2018) 432-461.

[19] Jamali H., Dilek Y., Daliran F., Yaghubpur A., Mehrabi B., *"Metallogeny and tectonic evolution of the Cenozoic Ahar- Arasbaran volcanic belt, northern Iran"*, International Geology Review, 53 (2010) 608-630.

[20] NICICO, "Final report on the exploration studies in Niaz copper mineralization (West Meshkinshahr, NW Iran)", NICICO Internal report (2013).

[21] NICICO., *"Geological report and map of Niaz area; Scale, 1:1000"*, NICICO Internal report (2006).

[22] Mahdavi M.A., Amini Fazl A., *"Geologic map of Ahar: Geological Survey of Iran, scale 1:100000"*, 1 sheet (1989).

[23] Hassanpour S., Alirezaei S., Selby D., Sergeev S., *"SHRIMP zircon U–Pb and biotite and hornblende Ar–Ar geochronology of Sungun, Haftcheshmeh, Kighal, and Niaz porphyry Cu–Mo systems: evidence for an early Miocene porphyry-style mineralization in northwest Iran"*, Int J Earth Sci (Geol Rundsch) (2015) 104:45–59.

[24] De la Roche H., Leterrier J., Grandclaude P., Marchal M., *"A Classification of Volcanic and Plutonic Rocks Using R1R2 -Diagrams and Major Element Analysis—Its Relationships with Current Nomenclature"*, Chemical Geology, 29 (1980) 183-210.

[DOR: 20.1001.1.17263689.1399.28.1.1.1]

[DOI: 10.29252/ijcm.28.1.3]

[37] Wang Q., Wyman D. A., Xu J., Jian P., Zhao Z., Li C., Xu W., Ma J., He B., *"Early Cretaceous adakitic granites in the northern Dabie complex, Central China: implications for partial melting and delamination of thickened lower crust"*, Geochimica et Cosmochimica Acta 71(2007) 2609-2636.

[38] Hou Z. Q., Gao Y. F., Qu X. M., Rui Z. Y., Mo X. X., *"Origin of adakitic intrusives generated during mid-Miocene east–west extension in southern Tibet"*, Earth and Planetary Science Letter 220 (2004) 139–155.

[39] Rudnick R. L., Fountain D. M., *"Nature and composition of the continental crust: a lower crustal perspective"*, Rev. Geophys. 33 (2017) 267–309.

[40] Hofmann A.W., WhiteW. M., *"Ba, Rb, and Cs in the Earth's mantle"*, Z. Naturforsch. 38 (1983) 256-266.

[41] Wang Q., Wyman D. A., Xu J., Jian P., Zhao Z., Li C., Xu W., Ma J., He B., *"Early Cretaceous adakitic granites in the northern Dabie complex, Central China: implications for partial melting and delamination of thickened lower crust"*, Geochimica et Cosmochimica Acta 71(2007) 2609-2636.

[42] Wang Q., Xu J.F., Jian P., Bao Z.W., Zhao Z.H., Li C.F., Xiong X.L., Ma J.L., *"Petrogenesis of adakitic porphyries in an extensional tectonic setting, Dexing, South China: Implications for the genesis of porphyry copper mineralization"*, Journal of Petrology, v. 47 (2006) p. 119–144.

[43] Rapp R.P., Watson E.B., Miller C.F., *"Partial melting of amphibolite, eclogite and the origin of Archaean trondhjemites and tonalities"*, Precambrian Research 51(1991) 1–25.

[44] Ge X., Li X., Chen Z., Li W., *"Geochemistry and petrogenesis of Jurassic high Sr/Y low granitoids in eastern China: constrains on crustal thickness"*, Chinese Science Bulletin 47 (2002) 962-980.

[45] Davidson J., Turner S., Handley H., Macpherson C., Dosseto A.,*"Amphibole "sponge" in arc crust? "*, Geology 35 (2007) 787-790..

[46] Kay S.M., Mpodozis C., *"Central Andes ore deposits linked to evolving shallow subduction systems and thickening crust"*, GSA TODAY (Geol Soc Am) 11(2001) 4–9.

[47] Atherton M. P., Petford N.,*" Generation of sodium-rich magmas from newly underplated basaltic crust"*, Nature, 362 (1993) 144-146.